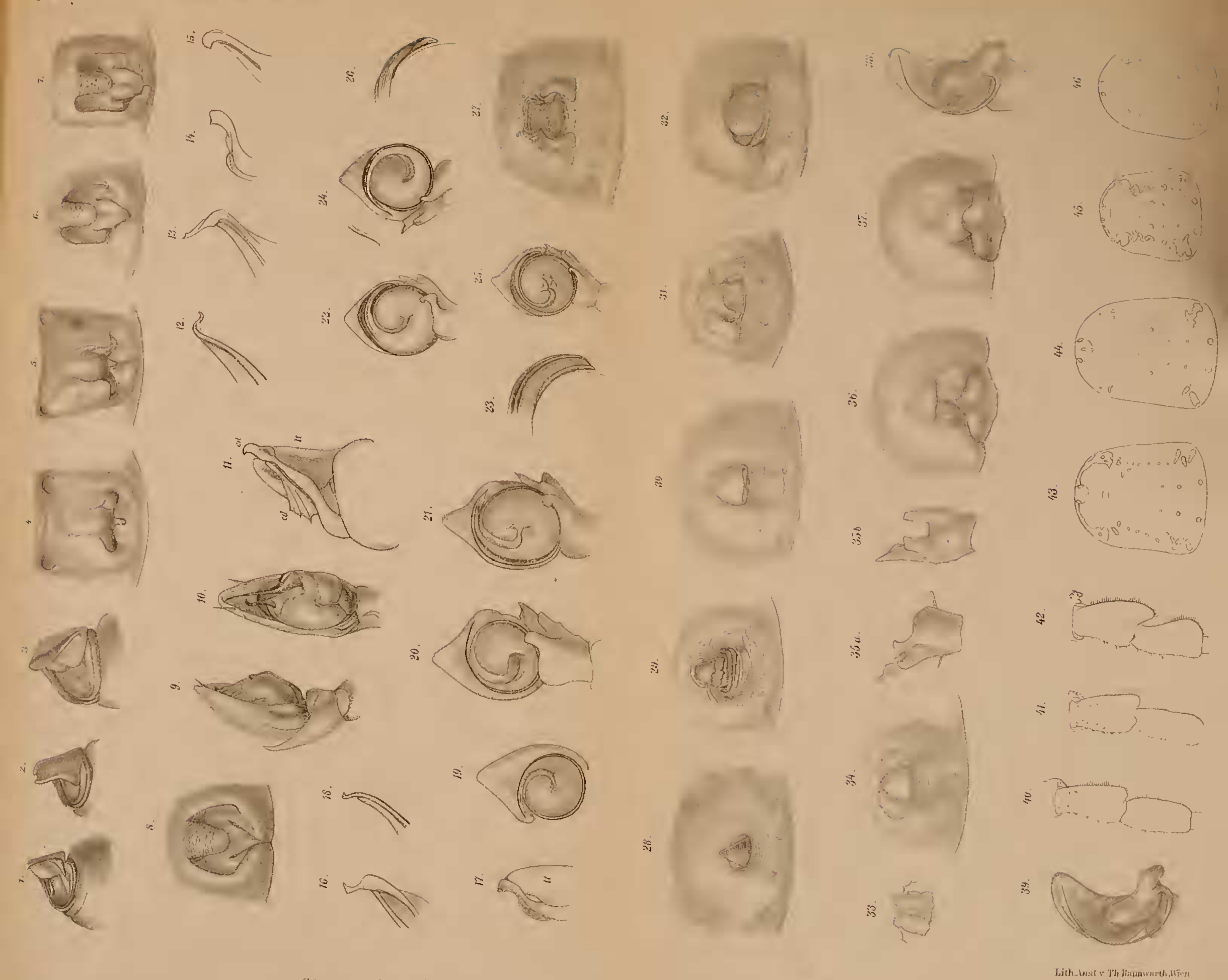


Lith.Anst.v.Th.Bannwarth,Wien

Zur Physik des Vulkanismus

von

C. Doelter.

k. M. k. Akad.

(Mit 1 Textfigur.)

(Vorgelegt in der Sitzung am 9. Juli 1903.)

Anschließend an meine Arbeit über die Dichte des festen und des flüssigen Magmas will ich versuchen, an der Hand der physikalischen Daten die Ursachen des Vulkanismus zu prüfen.

Für die Auffassung von dem physikalischen Verhalten des Magmas bei hohem Druck und Temperatur sind die Arbeiten von Arrhenius und Tammann[1] von großer Wichtigkeit.

Die neuere Literatur über diesen Gegenstand will ich hier anführen.

Arrhenius, Zur Physik des Vulkanismus. Stockholm, 1903.
— Kosmische Physik. Leipzig, 1903.
Baur, Chemische Kosmographie. München, 1903.
Branco, Neue Beweise für die Unabhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten. N. J. f. M., 1898, I.
Günther, Lehrbuch der Geophysik. 1897.
Stübel, Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte der Gegenwart. Leipzig, 1901.
— Über die genetische Verschiedenheit der vulkanischen Berge. Leipzig, 1903.
Sueß, Über heiße Quellen. Leipzig, 1903.
Tammann, Über die Grenzen des festen Zustandes. Pogg. Ann., N. F. Bd. 62, 67, 68.

---

[1] N. Jahrb. für Mineralogie, 1901, Bd. II.

Die Veränderungen des Schmelzpunktes der Silikate bei Druckvariationen.

Das Verhalten einer Substanz bei verschiedenem Druck und verschiedener Temperatur wird durch die Schmelzdruckkurve gegeben.

Wenn R die Schmelzwärme, v_1 und v_2 die Volumina des Körpers im flüssigen und im festen Zustande, T die Temperatur, p den Druck bedeuten, so hat man bekanntlich

$$\frac{dT}{dp} = \frac{T}{R}(v_1 - v_2). \qquad 1)$$

Bei verschiedenen Drucken p und verschiedenen Temperaturen T (in absoluter Zählung) wird die Abhängigkeit von T und p durch eine Kurve dargestellt, durch die Schmelzdruckkurve. Es handelt sich nun darum, für das Magma diese Kurve festzustellen. Die Größe $v_1 - v_2$ ist wenigstens für das wasserfreie Magma bestimmbar, dagegen ist R im allgemeinen nicht bestimmt, es hat aber Barus[1] durch einen Versuch $\frac{dT}{dp}$ bestimmt und zwar beim Diabas; bei diesem ist $\frac{dT}{dp} = 0 \cdot 025$.

Es ist anzunehmen, daß $\frac{dT}{dp}$ bei den verschiedenen Substanzen, also auch bei verschiedenen Magmen und Mineralien nicht denselben Wert hat, da $\frac{dT}{dp}$ besonders von $v_1 - v_2$ abhängt. Nun habe ich seinerzeit bestimmt (wenngleich die Zahlen keine genauen sind, da die Methode keine Genauigkeit zuläßt):

	Spezifische Gewichte		
	des festen Körpers	des flüssigen Körpers	des glasigen geschmolzenen Körpers
Augit.....	3·29—3·3	2·92	2·92—2·95
Limburgit .	2·83	2·55—2·568	2·55—2·56
Ätnalava . .	2·83	2·586—2·74	2·71—2·75
Vesuvlava .	2·83—2·85	2·68—2·74	2·69—2·75
Nephelinit .	2·735—2·745	2·70—2·75(?)	2·686

[1] Philos. Magazine, 35, 1893.

Limburgit ist demnach dasjenige Gestein, welches die größte Volumveränderung erleidet; sie ist der des Augits gleich. Nephelinit erleidet die geringste Änderung und der Unterschied beider ist bedeutend. Bei letzterem ist die Volumveränderung eine minimale. Frühere Bestimmungen ergaben für Diabas eine Volumänderung[1] von 3·9%. Bei Granit findet nach Delesse eine Herabminderung des spezifischen Gewichtes von 2·68 auf 2·47 statt.

Die Volumveränderung $v_1 - v_2$ ist also bei verschiedenen Gesteinen verschieden und wird diese Erscheinung auch beim Erstarren der Erdschichten in Betracht gezogen werden müssen. Bezüglich des Wertes von $\frac{dT}{dp}$ ist aber zu berücksichtigen, daß auch R sich ändert und gewiß bei Quarz, Orthoklas, Nephelin anders ist als bei Augit, Olivin; allerdings ist nach Tammann die Veränderung von R bei hohem Druck weit geringer.

Sehr groß dürfte die Verschiedenheit für $\frac{dT}{dp}$ aus dem Grunde nicht sein, weil konstatiert wurde, allerdings nicht bei Silikaten, sondern bei organischen Verbindungen und bei einzelnen Elementen, daß die Veränderungen des Wertes $\frac{dT}{dp}$ sich in nicht allzu großen Grenzen bewegen. Immerhin dürften saure Magmen wie Granite einen etwas anderen Wert geben wie ein basischer Diabas. T liegt bei jenem höher, aber auch die Schmelzwärme wird größer; da aber auch $v_1 - v_2$ sich ändert, so dürfte $\frac{dT}{dp}$ eher etwas geringer sein. Der kleinste Wert, der für $\frac{dT}{dp}$ festgestellt wurde, ist 0·019 bei Diabas. Es gibt organische Substanzen, bei welchen dieser Wert nur 0·007 beträgt. Bei geringeren Druckänderungen muß man also, um eine Schmelztemperaturerhöhung von 1° zu erhalten, ungefähr 152 *m* tief gehen.

(In tieferen Schichten müssen wir ein höheres spezifisches Gewicht als das der oberflächlichen, welche man gewöhnlich

[1] Barus, l. c. Vergl. Daly, On the Mechanics of magmatic Intrusion. Am. J. 1903.

mit 2·6 bis 2·7 annimmt, annehmen; wir wollen das der Laven nehmen: 2·8, dann entspricht einer Atmosphäre eine Gesteinsschicht von 3·7 *m.*)

Hiebei darf aber nicht vergessen werden, daß die Formel (1) nur für chemische Verbindungen gilt und daß wir es mit Gemengen zu tun haben, so daß wir, strenge genommen, T und R nicht bestimmen, also auch nur annähernde Resultate erzielen können.

Für geringere Drucke ist die Schmelzdruckkurve geradlinig, bei höheren nicht mehr; man kann daher die Barus'sche Mittelzahl 0·025 bei höheren Drucken nicht als maßgebend erachten, sie wird kleiner werden. Für den Diabas würde nun eine Erhöhung des Schmelzpunktes von 1000° bei einem Druck von 40.000 Atmosphären erfolgen.

Demnach schließen wir, daß für das Magma eine Erhöhung des Schmelzpunktes um 1000° bei zirka 40.000 Atmosphären oder 150 *km* Tiefe eintritt, wahrscheinlich aber infolge des Umstandes, daß $\frac{dT}{dp}$ schon bei 30.000 Atmosphären seinen Wert verringert, bei größerer Tiefe, respektive höherem Druck. Demnach dürfte bei 150 *km* Tiefe der Schmelzpunkt zwischen 2000 bis 1800° sein; das Magma befände sich also nach den ungefähren Temperaturverhältnissen des Erdinnern, welche wir unten erörtern, in der Nähe des Schmelzpunktes oder wohl schon über demselben. Bei 120 *km* oder 32.000 Atmosphären wäre der Schmelzpunkt wohl unter 1800°.

Somit ist es kaum wahrscheinlich, daß weit über 150 *km* noch festes Magma existieren kann und das selbst dann, wenn wir für die geothermische Tiefenstufe einen drei- bis fünfmal so hohen Wert ansetzen, als ihn die oberflächlichen Messungen ergeben. Es wird also von den uns noch unbekannten Temperaturverhältnissen in Tiefen von 150 bis 200 *km* abhängen, ob in ihnen noch festes Magma existieren kann; in größeren Tiefen wäre dies aber kaum denkbar, weil wir dann schon in die Nähe des maximalen Schmelzpunktes kommen und $\frac{dT}{dp}$ einen sehr kleinen Wert hat; genau bestimmbar ist die Grenze, über welcher festes Magma nicht mehr

existieren kann, nicht; es hängt dies von den unbekannten Temperaturverhältnissen der unter 150 bis 200 *km* liegenden Schichten ab.

Der maximale Schmelzpunkt und der dazu gehörige Druck.

Von größter Wichtigkeit für die vulkanischen Erscheinungen ist die Lage des maximalen Schmelzpunktes; bei dieser Temperatur und entsprechendem Druck muß die Schmelzdruckkurve ihre Richtung ändern und gegen P einbiegen; $v_1 - v_2$ wird negativ, von diesem Druck an nimmt der Schmelzpunkt ab. Dieser maximale Schmelzpunkt, dessen Temperatur wir nicht bestimmen können, liegt bei sehr hohem Druck, der aber bei verschiedenen Substanzen sehr verschieden ist.

Tammann gelangt zu dem Resultate, daß, wenn $-\Delta v$ die Kontraktion ist, welche bei der Krystallisation eintritt, so ist

$$\Delta v = a \log \frac{B + \Delta K}{B + 1} \cdot$$

ΔK ist der Zuwachs des inneren Druckes bei der Krystallisation.

Aus obiger Formel und der Formel zwischen $v_1, v_2, \Delta K, \Delta p, p, B$ berechnet Tammann den Druck p, der zum maximalen Schmelzpunkt gehört:

$$p = B\Delta K + (\Delta K)^2 - B.$$

B hängt von der Kompressibilität ab.

Für Wasser oder einen Stoff von derselben Kompressibilität war $B = 2500$, $\Delta K = 625$ Atmosphären, mithin

$$p = 2500 \times 625 + 625^2 - 2500.$$

Tammann berechnet daraus $p = 1{,}950.000$ Atmosphären.

B wird umso kleiner, je größer die Kompressibilität ist; diese wächst bei verschiedenen Stoffen mit der Dampfspannung.

Nun haben wir kein Mittel, B und ΔK bei einem Silikat zu bestimmen; es ist wohl wahrscheinlich, daß ΔK kleiner ist und daß auch B sich verkleinert, da die Kompressibilität des Magmas größer sein dürfte, daher beide Werte wohl erheblich kleiner sein dürften.

Da B und ΔK also für das Magma experimentell nicht bestimmbar sind, so können wir den Wert von p, d. h. den Druck, der zum maximalen Schmelzpunkt gehört, nicht bestimmen; wir können aber aus den Arbeiten Tammann's[1] Schlüsse ziehen. Bei einer Substanz, dem Dimethyläthylcarbinol, ist es ihm gelungen, den Druck p, der dem maximalen Schmelzpunkt entspricht, zu erreichen; er betrug 4750 Atmosphären. Bei anderen Substanzen gelang dies nicht; man kann daraus schließen, daß der Druck des maximalen Schmelzpunktes für die meisten Substanzen so hoch steigt, daß er mit unseren Apparaten nicht erreichbar ist.

Tammann hat aber aus seinen Versuchen durch eine Interpolationsformel[2] berechnet, daß für Kohlensäure dieser Druck bei 13.000 *kg* liegen würde, für Chlorcalciumhydrat bei 10.000 *kg*, für Phosphor bei 14.400 *kg*, für Wasser bei 2220 *kg* Jedenfalls liegt er für Silikate weit höher.

Für ΔK hat Tammann ebenfalls sehr verschiedene Werte erhalten,[3] da die Veränderung des Volumens bei verschiedenen Substanzen eine verschiedene ist. Bei der großen Kompressibilität des Magmas beim Schmelzpunkte dürfte der Wert von ΔK ein sehr kleiner sein. Aus der Analogie mit anderen Stoffen können wir jedenfalls den Schluß ziehen, daß zwischen 100.000 und höchstens 130.000 Atmosphären der notwendige Druck erreicht ist.

Er könnte allerdings noch weit geringer sein und, da einem Druck von 1000 Atmosphären eine Gesteinsschicht von zirka 3700 *m* entspricht, so müßte jener Druck von 100.000 Atmosphären einer Erdschicht von 370 *km* entsprechen; genaue Zahlen lassen sich zwar auch hier nicht angeben, man kann nur sagen, daß der dem maximalen Schmelzpunkt gehörige Druck sich zwischen 200 bis 400 *km* Tiefe findet, wahrscheinlich eher in geringerer. An und für sich ist die Grenze nicht wichtig, da wir nicht annehmen können, die Erde sei so weit fest; aber das Magma wird einen Zustand haben, der sich in seinen wichtigsten Eigenschaften nicht vom festen Zustande unterscheidet.

---

[1] Pogg. Ann., 62, 67, 68. — Zeitschrift für physik. Chemie, Bd. XVII.

[2] $t_p = t_{p=1} + a(p-1) - b(p-1)^2$.

[3] Zeitschrift für physik. Chemie, Bd. XVII.

Einen starren Zustand der Erde uns vorzustellen ist aber nicht nötig, da alle Erscheinungen sich erklären lassen, wenn wir Flüssigkeiten oder Gase unter enormem Druck annehmen, denn dieselben würden in ihrer Haupteigenschaft, der Kompressibilität, die hier in Betracht kommt, sich wie feste Körper verhalten,[1] dagegen behält das Magma unter hohem Druck die Möglichkeit der Differentiation bei. Zu beachten ist auch, daß das flüssige Magma allmählich in starres übergeht.

Den maximalen Schmelzpunkt selbst können wir nach Gestalt der Kurve nur vermuten, nicht bestimmen.

Fest, d. h. krystallisiert wird das Magma in einer bestimmten Tiefe wohl sein, da in derselben die Progression des Schmelzpunktes nach der Formel $\frac{dT}{dp}$ schneller verläuft als die der Wärmezunahme; da aber im weiteren Verlaufe die Kurve nicht mehr geradlinig verläuft und $\frac{dT}{dp}$ gering wird, so tritt dann das umgekehrte Verhältnis bezüglich der Wärmeprogression ein und es tritt in größerer Tiefe wieder flüssiges Magma auf. Z. B. bei 100 *km* Tiefe wäre der berechnete Schmelzpunkt höchstens 1725°, wahrscheinlich geringer, die Erdtemperatur eher nicht so hoch, je nach der geothermischen Tiefenstufe; von dieser wird es abhängen, ob festes Magma bei 100 *km* oder etwa erst bei 130 bis 150 *km* vorhanden ist.

Nachstehende Zeichnung stellt die Schmelzdruckkurve des Magmas unter der Voraussetzung, daß der maximale Schmelzpunkt bei 100.000 bis 120.000 Atmosphären sich befindet, dar, seine Temperatur ist zu etwa 2300° angenommen.

Verhalten der im Magma absorbierten Gase beim Erstarren.

Schon Fournet hat 1834 auf die Wichtigkeit des Freiwerdens von Gasen beim Erstarren der Lava aufmerksam gemacht und Reyer[2] in seiner Physik der Vulkane seine und anderer Autoren Ansichten gesammelt.

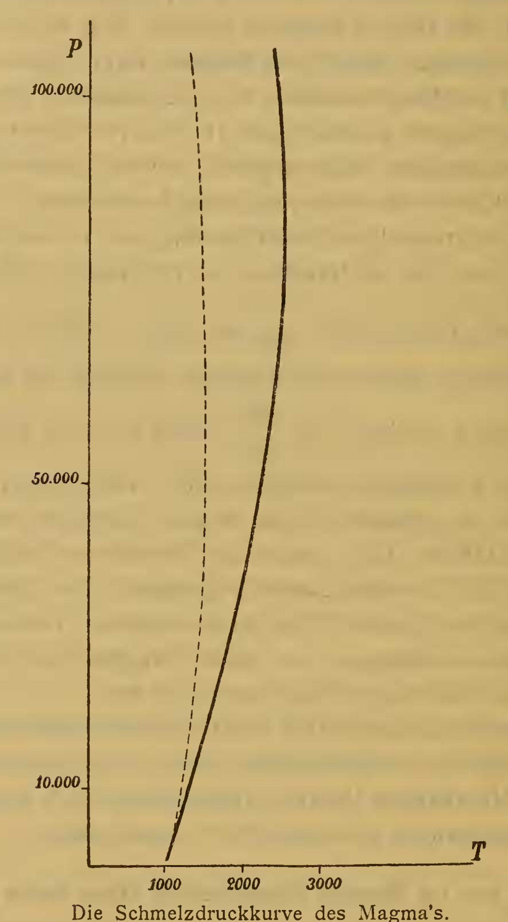
Die physikalische Chemie klärt uns über diese früher wenig gewürdigte Erscheinung auf. Bei fallender Temperatur

---

[1] Arrhenius, Kosmische Physik und Zur Physik des Vulkanismus, S. 7.

[2] L. c., S. 8. Siehe dort auch die Literatur über diesen Gegenstand.

kann der Gasdruck der im Magma eingeschlossenen Gase steigen. Setzen wir einer Schmelze Wasser zu, so wird ihr Erstarrungspunkt proportional erniedrigt, bis man zum eutektischen Punkt gelangt. Betrachtet man die Dampfspannungs-



Die Schmelzdruckkurve des Magma's.

kurve z. B. von Silbernitrat und Wasser, so wird dieselbe ein Maximum zeigen und bei sehr konzentrierten Lösungen auf 0 herabsinken. Bei hohen Salzkonzentrationen wird Salz bei fallender Temperatur auskrystallisieren und der Dampfdruck steigen.[1]

---

[1] Van t'Hoff, Vorlesungen, I, 34. Baur, Chemische Kosmographie, S. 86. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde.

Bei Chlorcalcium ($CaCl_2+6H_2O$) liegt das Maximum der Tension bei 28·5°; wenn dasselbe sich oberhalb dieser Temperatur abkühlt, so steigt die Tension. Das Magma mit Gasen, insbesondere H_2O, imprägniert, läßt sich nun mit diesen Salzen vergleichen; bei gewissen Temperaturgebieten steigt der Druck der Gase. Bei der Explosion entweichen sie, hiebei spielt die Kieselsäure, welche bei hoher Temperatur eine schwache Säure ist, auch eine Rolle.[1]

Leider kennen wir den Wert des Druckes der aus dem Magma entweichenden Gase nicht.

Die hier angeführten physikalischen Daten über das Verhalten des Magmas bei hoher Temperatur und hohem Druck wird jeder Vulkanologe beachten müssen und die Nichtbeachtung führt zu falschen Theorien. Stübel's Hypothese, welche sonst gewiß sehr viel beachtenswerte und neue Gesichtspunkte bringt, welche auch von bleibendem Wert sein werden, berücksichtigt das Verhalten des Magmas nicht und entbehrt daher der exakten Basis.

Die geothermische Tiefenstufe.

Eine der wichtigsten Fragen für die Entstehung der Vulkane ist die des Temperaturgefälles des Erdinnern.

Man hat für die geothermische Tiefenstufe auch in oberflächlichen Schichten, die ja allein untersucht sind, sehr verschiedene Werte gefunden und hat aus den verhältnismäßig wenig zahlreichen Beobachtungen die Längen von 20 bis 115 *m* ergeben, einen Mittelwert von 33·3 *m* berechnet; das ist vollkommen unrichtig, denn die niederen Werte entstehen durch besondere Ursachen und eher die höheren Werte müssen der Wirklichkeit nahekommen. Auch der Umstand, daß für manche Fälle so hohe Werte gefunden wurden, zeigt, daß der Mittelwert nicht richtig sein kann; in der Nähe des Meeres könnte allerdings eine Vergrößerung der Stufe stattfinden, meistens wird aber das Gegenteil eintreten.

Schon im Bohrloch von Paruschewitz bei 2000 *m* beträgt der Temperaturwert etwas mehr, nämlich 69·3° statt 60°,[2] im

[1] Arrhenius, l. c.

[2] Credner, Geologie, S. 2

Adalbertschacht ist die Stufe 57·5 *m*. Jedenfalls ist der Mittelwert viel zu gering und man muß bedeutend höhere Werte einsetzen. Ganz ignorieren kann man allerdings die geothermische Tiefenstufe nicht, da eine gewisse Progression des Temperaturgefälles sicherlich stattfindet, aber eine Extrapolation anzuwenden ist hier unzulässig. Über die Nichtzulässigkeit der geothermischen Tiefenstufe ist jedoch in älterer wie in neuerer Zeit so viel geschrieben worden, daß ich hier nichts hinzuzufügen habe. Geologen, welche sonst ganz entgegengesetzte Ansichten haben, sind darin einig. Unrichtig wäre es zwar, dieselbe ganz zu ignorieren, man muß aber zugeben, daß an der Oberfläche, d. h. einige tausend Meter unter derselben, die lockere Beschaffenheit mancher Schichten, dann die vielen Klüfte, die Oxydations-, Verwitterungsprozesse anderseits den Wert beeinträchtigen müssen und zwar im Sinne einer Verkleinerung; dazu kommt noch, daß man bei so großen Differenzen überhaupt nicht berechtigt ist, einen Mittelwert anzunehmen. Die geothermische Tiefenstufe wird daher zwei- bis dreimal so groß sein als jenes Mittel, möglicherweise noch größer.

Stübel nimmt daher mit Recht zwei geothermische Tiefenstufen an, Thomson und Hempel zeigten, daß zwar die Temperaturzunahme eine stetige ist, aber keine gleichförmige; je tiefer man eindringt, je langsamer wird die Temperatur wachsen. Am besten wird es daher sein, mehrere Radien anzunehmen, in welchen die Tiefenstufe wechselt.[1]

Wenn man von den oberflächlichen 20 *km* absieht, für welche die Tiefenstufe von 33·3 *m* gelten mag, muß man zu dem Resultate kommen, daß letztere dreimal, vielleicht sogar fünfmal so groß ist im Innern, daher muß bei höchstens 200 *km* die Schmelztemperatur herrschen, wenn man auch einen Wert von 160 *m* einsetzen würde, der aber doch schon zu hoch sein wird.

Temperatur der vulkanischen Herde.

Der Begriff Vulkanherd ist ein vager und es werden zwei verschiedene Dinge als Herde bezeichnet, die auseinander-

---

[1] Vergl. die Arbeiten Dunker's. Die Literatur darüber siehe Günther, Geophysik, S. 342.

zuhalten sind: der oberflächliche Herd, in welchem die zur Eruption führende explosive Tätigkeit stattfindet, zweitens der eigentliche vulkanische Magmaherd in tiefen Schichten der Erde; ich bezeichne erstere als sekundäre,[1] letztere als primäre Magmaherde und habe dabei die Vorstellung, daß beide Herde im Zusammenhange stehen oder vor kurzer Zeit noch standen.

Über die Temperatur der primären Herde können wir nur Hypothesen auf Grund der vermeintlichen Temperatur des Erdinnern, der geothermischen Tiefenstufe etc. anstellen oder einen Schluß ziehen aus der Temperatur der sekundären; denn die Temperatur letzterer wird durch das aus dem primären Herde eingedrungene Magma, also durch die Verbindung beider erzeugt, wobei allerdings bereits eine starke Abkühlung stattgefunden hat.

Wüßten wir mehr über die geothermische Tiefenstufe, so könnten wir auch auf die Temperatur der primären Herde Schlüsse ziehen.

Die Temperatur der Lava. Nach meinen Bestimmungen schmilzt Ätnalava, respektive wird sie dünnflüssig bei zirka 1040 bis 1060°, Vesuvlava bei 1090 bis 1100°. Die Lava selbst scheint aber eine geringere Temperatur zu haben, was dem Wasser und den Salzen zuzuschreiben sein wird. Ich machte im Jahre 1897 an jener Lava, welche am Vesuv ruhig ausfloß und deren Auftürmung zu einer Kuppel von Mercalli[2] und Matteucci beschrieben wurde, eine allerdings nur sehr ungenaue Temperaturbestimmung und es ergab sich der Schmelzpunkt etwas unter dem des Kupfers, also zirka 1050 bis 1070°. Da nun bereits eine Abkühlung stattgefunden hatte, so mag im Herde die Temperatur wohl 250 bis 350° höher sein, also vielleicht 1400 bis 1450°.

Aus der Leucitbildung, respektive Olivinbildung in den Laven (sogenannte intratellurische Krystalle) können wir einen Schluß auf die Temperatur ziehen, speziell bei der Vesuvlava.

---

[1] Man könnte sie auch peripherische nennen; da aber damit sich eine bestimmte Vorstellung verbindet, so habe ich, um kein neues hypothetisches Moment hineinzutragen, den Ausdruck sekundär gewählt.

[2] Mercalli, Notizie Vesuviane. Napoli 1899.

Leucit schmilzt unter Atmosphärendruck bei 1330°; nehmen wir $\frac{dT}{dp} = 0\cdot025$, so wäre bei 20.000 *m* Tiefe oder 7500 Atmosphären Druck daher die Schmelztemperatur 1330 + 187 = 1517°; da die Leucite aber nicht geschmolzen sind, so kann die Temperatur dort nicht 1500° betragen haben, zu welchem Resultate wir auch vorhin aus anderen Gründen gelangten; in einer Tiefe von 20.000 *m* kann daher eine Temperatur über 1500° nicht herrschen; es ist aber auch diese Temperatur wahrscheinlich noch eine zu hohe, da das leichtflüssigere Magma die Leucite sonst gelöst hätte.

Nach meinen Versuchen[1] hat das Magma bei seiner Schmelztemperatur eine sehr geringe lösende Wirkung, 200° darüber aber eine sehr starke; da das Vesuvmagma bei Atmosphärendruck bei 1100° flüssig wird, so entspräche dies bei 7500 Atmosphären, wenn wir $\frac{dT}{dp}$ wie bei Diabas annehmen, einer Temperatur von höchstens 1300°. Da aber die Leucite kaum angegriffen sind, so konnte die Temperatur kaum mehr als 100° über dem Schmelzpunkt gelegen sein, wir erhalten also hier für den Herd 1400° wie früher. Indessen ist die Tiefe von 28.000 *m* vielleicht eine zu geringe, für 40.000 *m* würde sich der entsprechende Wert um zirka 90° erhöhen, so daß wir dann 1490 bis 1540° erhalten würden. Für den Vesuvherd wäre demnach eine höhere Temperatur als 1500° kaum wahrscheinlich.

Wenn wir also für den Vesuvherd eine Temperatur von 1400 bis 1500° berechneten, so wäre für andere Magmen von saurer Beschaffenheit, die bei ihrem Ausbruche eine Temperatur von 1200 bis 1300° haben, ein Herd anzunehmen, der vielleicht 1600° oder etwas mehr besitzt; eine ähnliche Überlegung wie vorhin dürfte zu diesem Resultate führen. Daraus müßte man aber schließen, daß die letzteren Herde tiefer gelegen sein müssen als jene, was nicht recht erklärlich ist.

Es ist daher der obige Wert für den Vesuv vielleicht doch zu erhöhen, anderseits aber kann das Wasser, welches bei

[1] Tschermak's min.-petrogr. Mitt., Bd. XXI, 1901. Schmelzbarkeit der Mineralien und ihre Löslichkeit im Magma.

sauren Magmen in größerer Menge vorhanden ist, die Schmelztemperatur herabdrücken, ebenso die vielleicht in größerer Menge vorhandenen Mineralisatoren. Diese Detailverhältnisse bedürfen weiterer Aufklärung.

Es ist noch ein weiterer Schluß auf die nicht allzu hohe Temperatur der Vulkanherde (der sekundären) aus der Dissoziation der Kohlensäure zu ziehen, das ist das Fehlen von CO im Gegensatz zu CO_2. Wäre die Temperatur des Ortes, welchem CO_2 entströmt, 3000°, so müßte Kohlenoxyd sich bilden. Der Dissoziationsgrad ist nach Berechnungen und Beobachtungen von Le Chatelier[1] abhängig von Druck und Temperatur; je größer letztere, je größer der Dissoziationskoeffizient. Bei 3000° müßte die Menge CO auch bei höherem Druck eine sehr bedeutende sein. Man könnte allerdings einwenden, daß CO und O sich wieder zu CO_2 verbinden werden, aber dies könnte wohl nur bei geringer Temperatur geschehen und allmählich, bei der Plötzlichkeit der Eruption müßten merkliche Mengen von CO zu konstatieren sein. Größere konstatierte Mengen von CO in einer Eruption würden im Gegenteil auf eine sehr hohe Temperatur schließen lassen.

Nach Le Chatelier (Zeitschrift für physik. Chemie, Bd. VI) ist der Dissoziationsgrad der CO_2 durch folgende Zahlen gegeben. In 1 Molekül waren zerfallen:

	Druck	
Temperatur	10 Atmosphären	100 Atmosphären
Bei 1000°	0·0003 Mol.	0·0015
» 1500	0·004	0·002
» 2000	0·03	0·025
» 3000	0·21	0·10
» 4000	0·45	0·25

Beobachtet wurde bei 1500° und 1 Atmosphäre 0·01, bei 2000° und 6 Atmosphären 0·05, bei 3000° und 1 Atmosphäre 0·4 Molek.

Die früheren Temperaturdaten beziehen sich aber wohl nur auf die Temperatur des oberflächlichen Herdes; wenn

[1] Zeitschrift für physik. Chemie, II, 1888.

Magma aus großen Tiefen besonders in die oberen Schichten der Erde gelangt, so hat es schon viel an Wärme verloren und dieser Verlust kann mehrere hundert Grad betragen; das flüssige Tiefmagma wird jedenfalls mehr als 2000° haben, wenngleich ein zwingender Grund, eine weit höhere Temperatur, etwa über 3000° anzunehmen, nicht vorliegt.

Hätten wir Anhaltspunkte aus der geothermischen Tiefenstufe, so könnten wir aus der Temperatur die Tiefe berechnen, aber wir haben gesehen, daß jene ganz unzuverlässig ist, und können sie daher nicht in unsere Berechnung aufnehmen; aber jene berechneten Temperaturen weisen indirekt darauf hin, daß die Tiefenstufe von 33·3 *m* nicht richtig sein kann.

Tiefe der Vulkanherde.

Über die Tiefe der Herde wissen wir wenig; dies gilt nicht nur für die primären, sondern auch für die sekundären, peripherischen. Die Bildung der Vulkane dürfte erklärt werden, wenn wir Tiefe und Temperatur kennen würden. Erstere irgendwie zu berechnen ist heute unmöglich; man hat allerdings Versuche dazu gemacht (vergl. die Berechnung von de Lorenzo, Atti Ac. Sc. Napoli 1902, Vol. XI, und die Ansicht Sabatini's),[1] aber diese sind von problematischem Werte; man kann höchstens behaupten, daß die Vulkane, welche riesige Massen lieferten, aus größerer Tiefe stammen und daß etwa solche wie der Monte Nuovo aus geringerer, aber jede Rechnung entbehrt einer halbwegs sicheren Basis.

Wenn aber Stübel[2] selbst die aus dem Krakatauakrater bei einer Explosion aufgeworfene Masse auf 18 Millionen Kubikmeter schätzt, so würde das bei einer Kreisöffnung von 500 *m* Radius einer sehr bedeutenden Tiefe entsprechen, jedenfalls mehr als 50 *km*.

Ich stimme übrigens Stübel gerne zu, wenn er auf die Verschiedenheit der Vulkanberge hindeutet. Es gibt monogene Vulkane, die eine oder vielleicht zwei bis drei Eruptionen

---

1 Bolletino del comitato geologico 1902, No 1. Für den Monte Nuovo müßte nach dieser Berechnung die Tiefe 15 bis 60 *km* betragen. Dieser dürfte wahrscheinlich einem sekundären Herd seinen Ursprung verdanken.

2 Genetische Verschiedenheiten vulkanischer Berge. Leipzig, 1903.

hatten, und solche, welche eine lang dauernde intermittierende Tätigkeit aufweisen; ich glaube, daß beide verschiedenen Ursachen ihre Entstehung verdanken, letztere der eigentlichen vulkanischen Kraft, erstere einer sekundären Ursache. Der Hauptsitz der eigentlichen primären Vulkanherde muß dort liegen, wo das vulkanische, noch nicht erstarrte (d. h. nicht krystallinische, wenn auch zähe und wenig kompressible) Magma an der Grenze der starren Rinde liegt; dieses Magma drängt aufwärts und, wenn von außen eine auch nicht vollständige Druckentlastung stattfindet und durch Überschiebungen der Rinde die Möglichkeit gegeben ist, so stürzt sich das Magma in höhere Teile der Rinde, ohne sofort zur Oberfläche zu gelangen. Einer solchen Tätigkeit dürften die intrusiven Eruptivmassen ihre Entstehung verdanken; solche sekundäre Magmaherde liegen dann verhältnismäßig nahe der Oberfläche 10 bis 20 *km* tief, wo also für jenes Magma der Schmelzpunkt bei entsprechendem Druck die Temperatur der Erdschicht übersteigt. Hier können nun die S. 692 angegebenen Bedingungen eintreten, das Magma beginnt zu krystallisieren.

Die eigentlichen primären Vulkanherde liegen aber viel tiefer und ihr Inhalt wird nur dann zu uns gelangen, wenn durch Bewegungen der Erdrinde von außen Verbindungswege nach innen entstehen; man braucht nicht anzunehmen, daß diese geradlinig seien, sie können eine Zickzacklinie darstellen, die Risse werden nicht direkt von oben nach unten gehen.[1] Das Magma und seine Gase tendieren nach oben und, wenn Verschiebungen in der Erdrinde entstehen und der Druck geringer wird, wird es in obere Teile hinaufgepreßt, wobei es aber nicht unbedingt bis zur Oberfläche gelangen muß.

---

[1] Vergl. Löwl, Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt. 1896. Indessen wird in diesem Aufsatze dem latenten plastischen Zustande zu viel Wichtigkeit für die Theorie des Vulkanismus zugeschrieben, auch dieser ist doch schließlich nur ein hypothetischer.

Bei dieser Gelegenheit will ich eine Beobachtung erwähnen, die Bezug nimmt auf Krystallisation durch Druck. Herrn Prof. Streintz verdanke ich Stäbe, welche aus amorphem PbS, und aus Ag_2S bestehen, welche einem Druck von 10.000 Atmosphären unterworfen waren. Die Stäbe bilden eine kompakte, metallartig glänzende Masse, welche aber, wie die mikroskopische Untersuchung ergab, keine Spur von Krystallisation zeigten.

Das Aufsteigen des Magmas braucht also nicht ein plötzliches zu sein, es kann ruckweise aufsteigen oder vielleicht oft infolge größerer Viskosität nur langsam; nur die Endbewegung, welche zur Vulkaneruption führt, ist eine explosive und einheitliche.

Ob die tektonische Druckentlastung (außer der noch zu erwähnenden Vermehrung des Dampfdruckes beim Erstarren) die einzige Ursache ist, daß das Magma aufsteigt, läßt sich nicht bestimmen; möglich wäre ja noch Temperaturerhöhung durch Reibung, chemische Prozesse, elektrische Ströme etc.

Zu berücksichtigen als Faktor ist jedenfalls die erhöhte Temperatur des Magmas, welches die darüber liegenden Schichten durchschmilzt. Diese Durchschmelzung scheint noch wenig gewürdigt.[1]

Welches ist nun die Tiefe dieser eigentlichen Vulkanherde, wenn wir von jenen oberflächlichen Herden, die ich als sekundäre bezeichnen möchte, absehen? Letztere können sehr wenig tief sein, die eigentlichen Vulkanherde, die primären, müssen aber eine bedeutende Tiefe, welche 100 bis 120 *km* übersteigt, vielleicht noch bedeutender ist, haben. Einen solchen Widerstand können aber die Gase nicht überwinden, wenn nicht von außen Öffnungen entstehen, die eine Druckverminderung bewirken. Wir sind also doch wieder auf die Gebirgsbildung angewiesen und auf deren Zusammenhang mit dem Vulkanismus, auf Einsinken von Schollen und Hinaufpressen des Magmas.

Diejenigen Magmamassen, welche wir als Masseneruptionen bezeichnen, zeigen geringe Gasentwicklung, welche zum Teil vielleicht schon einer früheren Sonderung der Gase vom Silikat zuzuschreiben ist, zum Teil wohl aber darauf zurückzuführen ist, daß die Spalte direkt in bedeutende Tiefe hinabreicht und sehr groß ist; das Magma wird durch tektonische Vorgänge hinaufgepreßt,[2] auch hier dürfte in oberen Schichten das Durchschmelzen eine Rolle spielen. Hiebei ist auch die Ausdehnung des festgewordenen Magma's beim Schmelzen zu berücksichtigen.

[1] Vergl. Michel Lévy, Soc. géolog. 3e Série, vol. 24.

[2] Vergl. A. C. Lane, Bull. Soc. Geol. of America. 5, 1894.

Verhalten der Magmasäule beim Aufsteigen.

Aus den vorausgeschickten physikalischen Daten läßt sich nun ein Schluß ziehen, wie sich das Magma, wenn es aus einer Tiefe von etwa 380 bis 500 *km* aufsteigen würde, verhalten müßte, was immer die Ursache des Auftriebes sein mag. In jener Tiefe würde das Magma flüssig sein und sich in der Nähe des maximalen Schmelzpunktes befinden, unter einem Druck von 100.000 bis 150.000 Atmosphären, bei einer Temperatur, die zwar nicht genau bestimmbar ist, aber vielleicht 2300° erreicht oder überschreitet. Beim Aufsteigen kommt das Magma in höhere, weniger erhitzte Teile und unter geringeren Druck, erniedrigt seine Temperatur und wird in eine Schicht gelangen, wo es an Liquidität verliert, da der Wärmeverlust ein großer wird, der Schmelzpunkt noch aber durch den Druck bedeutend erhöht ist, es wird daher in einer bestimmten, nicht näher zu präzisierenden Tiefe viskos werden und zu erstarren beginnen. Nun können mehrere Fälle eintreten: Ist der Schlot von geringem Durchschnitte und ergießt sich das Magma in vorhandene oder von ihm neu gebildete Hohlräume, so entsteht eine Intrusivmasse (Lakkolith, Batholith). Sobald aber das Magma zu erstarren beginnt, steigt der Gasdruck und es können alsdann Eruptionen durch die eigene Kraft des Magmas stattfinden.

Wenn jedoch die Bewegung der Magmasäule eine raschere ist oder wenn durch einen breiteren Kanal mehr Wärme zugeführt wird, so findet keine totale Erstarrung statt, sondern es tritt nur Viskosität ein; es bilden sich in diesem Magma die sogenannten intratellurischen Mineralien: Leucit, Feldspat, Olivin, Quarz; diese Mineralbildung wird begünstigt, wenn Druck und Temperatur sich gerade so stellen, daß eine Unterkühlung und damit eine die Krystallisation begünstigende Bedingung eintritt.

Durch die teilweise Verfestigung werden aber nach früherem wieder Gase frei, welche den Druck gegen die Außenschicht erhöhen und dazu beitragen, die Eruption zu ermöglichen. Beim Übergang in die unter geringem Druck stehenden Schichten wird der Schmelzpunkt ermäßigt, das Magma wieder stark flüssig dehnt sich aus und wird wieder eruptionsfähig.

Die Differentiation wird in den Lakkolithen oder auch im Kanal in jenen Tiefen, respektive Temperaturgebieten vor sich gehen, wo die Krystallisation beginnen kann, abgesehen von der ursprünglichen Differenzierung nach dem spezifischen Gewichte vor der Eruption in großen Tiefen.

Selbstverständlich brauchen wir nicht anzunehmen, daß Magma direkt in gerader Linie aus einigen hundert Kilometern Tiefe aufsteige; es ist dies nicht wahrscheinlich. Wir kommen aber, wenn wir von der Oberfläche zum Innern gelangen, zu folgender Vorstellung: Unter den etwa 35 *km* mächtigen Sedimenten liegen ältere Eruptivmassen zumeist sauren Charakters (Stübel's Panzerdecke), vielleicht 50 *km*,[1] dann das infolge seiner Lage noch feste Magma (wegen des hohen Druckes ist sein Schmelzpunkt ein sehr hoher). Die älteren Eruptionen gehen also in Magma über.[2] Bei 200 *km* oder je nach der geothermischen Tiefenstufe, die uns nicht bekannt ist, bei 300 *km* gelangen wir zu Magma, welches bereits in der Nähe des maximalen Schmelzpunktes angelangt ist, bei 500 *km* ist dies sicher der Fall.

Die weitere Progression der Temperatur über etwa 3000° gegen das Erdinnere zu entzieht sich unserer Schätzung.

Die Stübel'sche Theorie.

Gegenüber der Ansicht, daß die Gase durch Druckentlastung der äußeren Schichten das Magma heben, geht die Ansicht Stübel's dahin, daß der Vulkanismus aus peripherischen, erschöpflichen, vom feurig-flüssigen Innern getrennten Herden seinen Ursprung nehme und zwar durch Volumveränderung beim Erstarren. Nun haben wir jedoch gesehen, daß tatsächlich das Gegenteil eintritt bis zum maximalen Schmelzpunkt; da jedoch eine Grundbedingung der neuen Theorie die Verlegung der Herde in die Oberfläche ist bei 50 bis 80 *km* Tiefe, so herrscht dort weder eine sehr hohe Temperatur noch der Druck des maximalen Schmelzpunktes. Es

---

[1] Es scheint mir dort etwas übertrieben, die Sedimentgesteine als Verwitterungsgesteine der Erde zu bezeichnen.

[2] Reyer, l. c., II, Kap. 15.

kann also bei jenen Drucken eine Volumveränderung des Magmas im Verlaufe der Erkaltung nicht eintreten. Nur ein Faktor ist denkbar, welcher, falls peripherische Herde existieren, bei der Erstarrung vulkanische Eruptionen zustande bringen könnte, dies wäre die S. 688 erwähnte Steigerung der Gastension. Diese bringt Schwellungen auf Lavaströmen zustande, sogenannte Hornitos; sie kann kleinere sekundäre Krater erzeugen, ebenso Maare, kleinere Vulkanberge vom Charakter der Puys der Auvergne. Solche entstehen wahrscheinlich beim Erstarren eines sekundären Herdes in der Tiefe.

Aber dieser Druck könnte doch nur eine geringe Kraft ausüben und nur dann in Tätigkeit eintreten, wenn eine solche Masse in verhältnismäßig großer Nähe der Oberfläche liegt. Dies ist z. B. dort der Fall, wo aus den tieferen Schichten der Erde sogenannte Lakkolithe oder Batholithe oder überhaupt sekundäre Herde durch irgendeine Ursache in höhere Teile gelangt sind. Waren letztere, wie wir es ja in der Natur beobachten, zirka 10.000 *m* oder weniger tief, so beträgt der auf ihnen lastende Druck nur 2700 bis 2800 Atmosphären; er ist also nicht so bedeutend, daß ihn der Gasdruck nicht überwinden könnte, namentlich da bei der Bildung des Lakkolithen auch schon durch Risse, Faltensprünge der Zugang erleichtert wird. Wenn nun das Magma zu krystallisieren anfängt, so kann der Gasdruck den verhältnismäßig geringen Widerstand überwinden und auch aus dem Magma einen Teil mitreißen, umsomehr als nach der Explosion sich Druckverminderung und in jener geringen Tiefe Schmelzpunktrückgang einstellen muß; diese Schmelzpunktverminderung könnte dann durch Ausdehnung des Magma's beim Schmelzen wieder Anlaß zum Aufsteigen des Magmas geben. Beim Wiedererstarren des restlichen Magmas könnte noch eine zweite kleinere Eruption nachfolgen.

Die Gasexhalationen nach der Eruption sind jedenfalls auf diese Vorgänge zurückzuführen; hiebei spielt auch eine Rolle des Verhalten der Kieselsäure zu dem Wasser bei verschiedenen Temperaturen, auf welches Arrhenius[1] aufmerksam gemacht hat. Wasser ist bei 2000° eine viel stärkere

[1] Arrhenius, Zur Physik des Vulkanismus, 22.

Säure als Kieselsäure und verdrängt diese; bei niederer Temperatur findet das Gegenteil statt. Das Wasser wird ausgetrieben,[1] ein großer Teil des Wassers dürfte aus den tieferen Schichten als Gas im Magma heraufgekommen sein.

Auch die Borsäure, Kohlensäure, welche zumeist nach der Eruption zutage kommen, entstehen aus der Verdrängung.

Durch den angeführten Vorgang können also kleinere Vulkane in der Nähe eines größeren oder auch selbständige kleinere Vulkane, Explosionskrater, Maare entstehen. Dieselben zeichnen sich durch eine einmalige Eruption, selten durch eine Wiederholung aus.

Stübel glaubt, daß alle, auch die größeren Vulkane monogene seien, sogar die großen, seit langer Zeit in Tätigkeit begriffenen wie der Ätna. Als Typus soll auch der Vulkan von S. Vicente Capverden gelten. Diesen hatte ich 1880 Gelegenheit zu untersuchen; er ist entschieden kein monogener Vulkan, sondern besteht aus mindestens drei Teilen, welche nicht gleichzeitig sich bildeten.

Dieser Vulkan ist gewiß kein Typus monogener Vulkane; er besaß einen großen Krater, wie ja auch aus der sehr schönen Abbildung Stübel's hervorgeht, welcher ringsum Lavaströme aussandte, die meistens durch Tuffschichten voneinander getrennt sind, obgleich auf S. Vincent verhältnismäßig wenig Tuffe vorkommen; es ist aber kaum anzunehmen, daß diese Lavabänke auf einmal entstanden sind, denn es finden sich außer den herrschenden Basalten auch größere Massen von Phonolith und Limburgit, welche kaum alle gleichzeitig sich bildeten. Zahlreiche spätere Gänge durchbrechen die Bänke. Im Innern finden wir hinter der Ortschaft einen kleinen Hügel von Nephelinsyenit, Diorit, Essexit etc., welche wahrscheinlich schon vor der Bildung des Vulkans bestanden haben, es ist nicht wahrscheinlich, daß sie die Tiefengesteine desselben Vulkans sein werden.

Stübel hat die Hypothese aufgestellt, alle Vulkane stammten aus voneinander isolierten erschöpflichen Herden.

---

[1] Dann scheidet sich die Lava vom Magma. Arrhenius hält das Wasser für vadoses; diese Annahme ist jedoch nicht nötig (vergl. unten S. 703).

Es ist nun allerdings wahrscheinlich, daß es solche kleine Herde, die vom inneren Hauptherde abgeschnitten wurden, gibt und zwar in oberflächlichen Schichten, und wir sahen früher, daß solche Anlaß geben können zur Bildung kleiner Vulkane (jedenfalls auch der sekundären Krater), Maare etc. Auf die großen Vulkane, deren Eruptionen nach Tausenden zählen, kann aber jene Entstehungsweise nicht angewandt werden.

Stübel's Ansicht, daß zur Zeit, als die Erdkruste noch dünn war, durch massenhafte Eruptionen eine sogenannte Panzerdecke sich bildete, hat viel Wahrscheinlichkeit, es ist aber unwahrscheinlich, daß sich Magmaherde seit jener Zeit in ihr erhalten konnten; wenn er annimmt, daß diese peripherischen Herde Reste des bei der Panzerung entstandenen Magmas sind und keine Kommunikation mit dem jetzt noch vorhandenen Magma haben, so müßten sie infolge ihrer oberflächlichen Lage und der von ihnen angenommenen geringen Ausdehnung schon längst erstarrt sein, umsomehr als Stübel ja ebenfalls annimmt, die wirkliche geothermische Tiefenstufe sei viel größer als die angenommene. Dagegen ist es eher denkbar, daß kleinere Magmareste, nachdem sie von dem primären Herde abgeschnitten wurden, fest werden und dann durch Tensionserhöhung auch imstande sind, wenn sie nur einige tausend Meter von der Oberfläche entfernt sind, röhrenartige Schlote auszublasen, wie dies Branco[1] für die Vulkanembryonen Schwabens voraussetzt. Bei der Bildung solcher können sich die Öffnungen unabhängig von tektonischen Spalten bilden.[2]

Bei der Bildung solcher zylindrischer Röhren ist aber zu berücksichtigen, daß sie nur in verhältnismäßig geringer Tiefe denkbar sind, was auch Branco annimmt. Bei Ausblasen derselben ist aber nicht nur der Druck der Gase, sondern auch die Temperatur zu berücksichtigen, die hier eine hohe sein müßte. Wie bei einer Stichflamme durch den Tiegel ein Loch gebohrt wird, so würde auch die hohe Temperatur beitragen, die Schichten durchzuschmelzen; aber diese Verhältnisse werden nicht häufig

---

[1] Jahrbuch für Mineral. und Geol., 1898, Bd. II, 174.

[2] Vergl. auch Geikie, The ancient Volcanoes of Great Britain. London 1897.